

# *Pesquisas em Geociências*

<http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias>

---

## **Termocronologia aplicada às Geociências: análise por traços de fissão**

*Andréa Ritter Jelinek, Cristiane Heredia Gomes, Airton Natanael Coelho Dias,  
Felipe Guadagnin, Farid Chemale Jr., Iata Anderson de Souza*  
*Pesquisas em Geociências*, 37 (3): 191-203, set./dez., 2010.

Versão online disponível em:

<http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/article/view/22659>

---

Publicado por

## **Instituto de Geociências**

---



## **Portal de Periódicos UFRGS**

UNIVERSIDADE FEDERAL  
DO RIO GRANDE DO SUL

---

### **Informações Adicionais**

**Email:** [pesquisas@ufrgs.br](mailto:pesquisas@ufrgs.br)

**Políticas:** <http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/about/editorialPolicies#openAccessPolicy>

**Submissão:** <http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/about/submissions#onlineSubmissions>

**Diretrizes:** <http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/about/submissions#authorGuidelines>

---

Data de publicação - set./dez., 2010.

Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS, Brasil

## Termocronologia aplicada às Geociências: análise por traços de fissão

Andréa Ritter JELINEK<sup>1</sup>, Cristiane Heredia GOMES<sup>1</sup>, Airton Natanael Coelho DIAS<sup>1</sup>,  
Felipe GUADAGNIN<sup>2</sup>, Farid CHEMALE JR.<sup>3</sup> & Iata Anderson de SOUZA<sup>4</sup>

1. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Av. Bento Gonçalves, 9500, CEP: 91501-970, Porto Alegre, RS. E-mail: andrea.jelinek@ufrgs.br; cristiane.heredia@ufrgs.br; diansanc@bol.com.br.

2. Centro de Ciências Agrárias, Departamento de Engenharia Rural, Universidade Federal do Espírito Santo. Alto Universitário S/N, CEP: 29500-000, Alegre, ES. E-mail: felipe@cca.ufes.br

3. Laboratório de Geocronologia, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília. Campus Universitário Darcy Ribeiro, CEP: 70904-970, Brasília, DF. E-mail: fchemale@unb.br

4. Instituto de Geociências e Ciências Exatas de Rio Claro, Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho. Av. 24-A, 1515, CEP: 13506-900, Rio Claro, SP. E-mail: iataas@rc.unesp.br

Recebido em 01/2009. Aceito para publicação em 10/2010.

Versão online publicada em 09/05/2011 ([www.pesquisasemgeociencias.ufrgs.br](http://www.pesquisasemgeociencias.ufrgs.br))

**Resumo** - O objetivo deste trabalho é fornecer uma revisão detalhada dos princípios e aplicações do método de análise termocronológica por traços de fissão, como motivação para aperfeiçoar as análises termocronológicas aplicadas aos estudos geológicos realizados em laboratórios brasileiros. Em um nível inicial, os dados termocronológicos são usados para determinar a evolução térmica de uma amostra ao longo do tempo. Depois que uma história térmica é determinada, modelos térmicos numéricos ou analíticos ou simplesmente considerações geológicas podem ser usados para interpretar os processos responsáveis. Na prática, o conjunto de processos geológicos simulados neste tipo de modelo pode ser grande e abrange processos geomorfológicos, tectônicos, magmáticos e de evolução de bacias. Modelos térmicos podem ser usados ainda para simular processos de exumação. Para ilustrar a aplicação do método, é apresentado um estudo termocronológico realizado no Cinturão Dom Feliciano, o qual é parte do Escudo Sul-rio-grandense, situado no sudoeste do Gondwana, e compreende uma assembléia de rochas geradas durante o Arqueano, Paleoproterozóico e Neoproterozóico a Eopaleozóico. O estudo apresentado foi realizado em um conjunto de amostras de uma transecta ortogonal à parte central do orógeno para quantificar a época e intensidade dos eventos paleotérmicos.

**Palavras-chave:** termocronologia, análise por traços de fissão, apatita, zircão.

**Abstract** - THERMOCHRONOLOGY APPLIED TO THE GEOSCIENCES: FISSION TRACK ANALYSIS. The aim of this paper is provide an overview of the principles and applications of the fission track thermochronological analysis, as motivation to improve the thermochronology analysis applied to geology studies conducted in Brazilian laboratories. At the simplest level, thermochronometric data are used to determine the time-temperature history of a sample. After a thermal history is determined, numerical or analytical thermal models or simply geologic constraints can be used to interpret the processes responsible. In practice, the range of geologic processes simulated in this type of model can be large and encompass geomorphic, tectonic, magmatic, and basin evolution processes. Thermal models can also be used to simulate exhumation processes. In order to illustrate the application of this method, we present a thermochronological study developed in the Dom Feliciano Belt, which is part of the Sul-rio-grandense Shield, situated in Southwest Gondwana, and comprises rock assemblages generated during the Archean, Paleoproterozoic, and Neoproterozoic to Eopaleozoic. The study was applied to quantify the timing and intensity of the paleo-thermal events in a set of samples from a transect orthogonal to the central part of the orogen.

**Keywords:** thermochronology, fission track analysis, apatite, zircon.

### 1. Introdução

A termocronologia de baixa temperatura é utilizada para determinar histórias térmicas da crosta terrestre superior, com aplicações na geologia do petróleo, exploração mineral e pesquisa geológica básica. A análise por Traços de Fissão (TF)

em apatita é a técnica termocronológica mais amplamente difundida para reconstruir histórias térmicas de baixa temperatura de rochas ao longo do tempo. O método de traços de fissão é baseado no acúmulo de estreitos defeitos (traços de fissão) em grãos de minerais ricos em urânio (p.ex., apatita, zircão, titanita) e vidros naturais, formados

como resultado do decaimento espontâneo por fissão nuclear do  $^{238}\text{U}$  que ocorre na natureza (Price & Walker, 1963; Fleischer *et al.*, 1975).

A idade termocronológica é determinada pela comparação da quantidade de nuclídeos pais e o produto filho em um mineral. A temperatura afeta a razão com a qual o produto filho é perdido, conseqüentemente, a evolução da idade reflete a evolução da temperatura. O que distingue o sistema termocronológico de sistemas geocronológicos convencionais é que os nuclídeos filhos são perdidos através da difusão (no caso de análises U-Th-He) ou através do *annealing*, onde os traços de fissão podem ser parcialmente ou completamente apagados (Reiners & Shuster, 2009). Considerando-se este fator no momento de aplicar os valores medidos de nuclídeos pais e seu produto filho de um dado mineral na equação de decaimento radioativo, obtemos a idade termocronológica, que, na grande maioria das vezes, é muito menor que a idade de formação do mineral. A interpretação quantitativa das idades termocronológicas requer conhecimento da cinética de *annealing* (ou difusão) do nuclídeo filho no mineral hospedeiro.

Este trabalho tem a finalidade de informar o estado-da-arte da termocronologia de baixa temperatura aplicada às geociências. Para tanto, descreve-se em detalhe o método de análise por traços de fissão, enfocando seus princípios e possíveis aplicações. Para ilustrar melhor a potencialidade do método, é apresentado um estudo de caso realizado no Cinturão Dom Feliciano.

## 2. Traços de Fissão: princípios, termocronômetros e aplicações

A datação pelo método de TF baseia-se na fissão espontânea do urânio. Sendo assim, toda e qualquer fase mineral portadora deste elemento é passível de datação por este método. Fissão nuclear é o processo pelo qual um núcleo instável se divide em um par de fragmentos menores com aproximadamente o mesmo tamanho. Esta reação pode ocorrer espontaneamente, na natureza, ou artificialmente, durante o bombardeamento por nêutrons e outras partículas de alta energia ou raios. Os íons resultantes, positivamente carregados, repelem-se mutuamente, rompendo o equilíbrio eletrônico dos átomos que constituem a estrutura cristalina do mineral hospedeiro ao longo do deslocamento, produzindo uma zona de estruturação defeituosa. Um TF representa, portanto, uma zona de desorga-

nização na rede cristalina de um mineral resultante da passagem de um fragmento de fissão através de sua estrutura.

Vários isótopos naturais estão sujeitos ao decaimento por fissão, sendo os mais típicos a série do U ( $^{234}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$  e  $^{238}\text{U}$ ) e o  $^{232}\text{Th}$ . Porém, apenas o  $^{238}\text{U}$  possui uma meia-vida para a fissão suficientemente curta para produzir um número significativo de traços espontâneos através de um período de tempo de interesse geológico (Wagner & Van Den Haute, 1992).

O método de TF vem sendo estudado há aproximadamente 40 anos. Young (1958) foi quem inicialmente observou que materiais dielétricos registram a passagem de partículas carregadas que, ao se deslocarem relativamente com altas energias, deixam uma trilha de ionização (traços). No entanto, foi a partir da década de 1960 que teve início a datação por TF aplicada à geologia (Price & Walker, 1963) e o seu subsequente desenvolvimento (Naeser, 1967; Wagner, 1968). Os estudos desenvolvidos entre 1970 e 1983 delinearam os princípios fundamentais da técnica, principais necessidades para sua colocação em rotina e precisões nas determinações das idades (Lisker *et al.*, 2009).

Os principais termocronômetros utilizados para a análise por TF são a apatita, o zircão e a titanita. A temperatura de fechamento para cada um destes termocronômetros é de 70°, 180° e 200°C, respectivamente. Dentre estes, o termocronômetro mais comumente utilizado é a apatita, pela frequência com que ocorre na maior parte das rochas e por ter suas condições físico-químicas facilmente reproduzidas em laboratório. Desta maneira, o entendimento da evolução das histórias térmicas neste mineral evoluiu significativamente nos últimos anos (Laslett *et al.*, 1987; Crowley *et al.*, 1991; Ketcham *et al.*, 1999; Hadler *et al.*, 2005; entre outros).

Dentre as possíveis aplicações do termocronômetro apatita destacam-se os estudos de eventos tectônicos, neste caso podendo-se fazer estimativas de taxas de erosão / soerguimento / denudação, evolução superficial da topografia e drenagem, eventos hidrotermais e proveniência sedimentar. Outra aplicação bastante importante é na geologia do petróleo. Particularmente no caso da apatita, o intervalo das temperaturas de fechamento para o método de TF coincide com a janela de maturação dos hidrocarbonetos, tornando o método uma importante ferramenta na avaliação dos riscos e incertezas na exploração de óleo e gás. Por outro

lado, a temperatura de fechamento para o termocronômetro zircão é mais alta (180°C). Desta forma, o zircão se torna um excelente complemento da apatita, principalmente quando aplicado a estudos de proveniência.

### 3. Técnica analítica

#### 3.1. Cálculo da idade

Os métodos de datação isotópica são fundamentados na radioatividade e na fissão espontânea. Uma população de átomos de um mesmo isótopo instável, durante um determinado tempo, tem uma proporção fixa de átomos que se desintegra e produz certa quantidade de novos isótopos filhos. Conhecendo-se a quantidade de átomos do isótopo filho presente atualmente no mineral, bem como a quantidade de átomos do isótopo pai, e a taxa de desintegração, pode-se deduzir, dentro de um sistema fechado, o tempo a partir do qual este geocronômetro começou a funcionar.

Nos métodos geocronológicos clássicos, como K/Ar, U/Th/Pb e Rb/Sr, a medida dos teores de isótopos pai e filhos são feitas diretamente através de análises de espectrometria de massa. Na datação por traços de fissão, os isótopos pai e filho,  $^{238}\text{U}$  e  $^{235}\text{U}$ , respectivamente, são medidos indiretamente. É feita uma determinação da densidade de traços espontâneos, oriundos da fissão espontânea do  $^{238}\text{U}$ , e induzidos, provenientes da fissão do  $^{235}\text{U}$ , provocada pela captura de nêutrons térmicos. Por consequência, todas as amostras a serem datadas por traços de fissão devem ser irradiadas em reator nuclear de nêutrons térmicos.

O número de traços espontâneos, ou fósseis, por unidade de área,  $\rho_s$ , na superfície do mineral, é função da idade do mineral,  $t$ , conforme a seguinte equação:

$$\rho_s = \varepsilon^{238} N_U C_{238} \frac{\lambda_f}{\lambda} (e^{\lambda t} - 1) \quad (1), \text{ onde:}$$

$N_U$  é o número de átomos de urânio por unidade de volume presente no mineral,  $C_{238}$  é a concentração isotópica do  $^{238}\text{U}$  no urânio natural,  $\lambda$  é a constante de decaimento alfa do  $^{238}\text{U}$ ,  $\lambda_f$  é a constante de decaimento do  $^{238}\text{U}$  por fissão espontânea, e  $\varepsilon^{238}$  é a eficiência de detecção, que representa a razão entre o número de traços espontâneos do  $^{238}\text{U}$ , observados por unidade de superfície do mineral, e o número de fissões do  $^{238}\text{U}$  ocorridas por unidade de volume.

Em geral, é utilizado o método do Detector Externo (Gleadow, 1981; descrito no item 2.3), no qual as amostras são acopladas a um detector externo, normalmente a mica moscovita. É neste detector que será efetuada a contagem dos traços oriundos do decaimento do  $^{235}\text{U}$ , induzidos pelos nêutrons térmicos, por unidade de superfície,  $\rho_I$ :

$$\rho_I = \varepsilon^{235} N_U C_{235} \sigma_0 \Phi_0 g \quad (2), \text{ onde:}$$

$C_{235}$  é a concentração isotópica do  $^{235}\text{U}$  no urânio natural,  $\sigma_0$  é a seção de choque para fissão do  $^{235}\text{U}$  induzida por nêutrons térmicos,  $\Phi_0$  é a fluência de nêutrons térmicos, e  $\varepsilon^{235}$  é a eficiência de detecção para fissões induzidas do  $^{235}\text{U}$ . Na apatita,  $g$  é o fator de eficiência relacionado ao detector externo.

No reator nuclear, a amostra deve ser irradiada com uma fluência de nêutrons térmicos,  $\Phi_0$ , conhecida, para que seja possível realizar-se a correta determinação de  $N_U$  e  $\varepsilon^{238}$ .

Assumindo-se que os traços de fissão espontâneos permaneceram inalterados no mineral durante sua história geológica, pode-se escrever que  $\varepsilon^{235} = \varepsilon^{238}$  (Bigazzi *et al.*, 1991). Considerando-se que os átomos de  $^{238}\text{U}$  e de  $^{235}\text{U}$  são encontrados numa razão isotópica constante em amostras naturais, ou seja,  $C_{238}/C_{235} = \eta$ , das equações (1) e (2) obtém-se a idade do mineral:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left[ 1 + \frac{g \rho_s}{\rho_I} \frac{\lambda}{\lambda_f} \frac{R}{\eta} \right] \quad (3), \text{ onde:}$$

$R = \Phi_0 \sigma_0$  está relacionado aos parâmetros do reator.

#### 3.2. Histórias de Tempo-Temperatura

Os primeiros estudos que demonstram que os TF são sensíveis a efeitos térmicos foram realizados por Bigazzi (1967) e Wagner (1968). Os átomos que foram deslocados durante a formação do traço podem retornar ao seu lugar de origem depois que a amostra for submetida a um efeito térmico, ou seja, quando os traços são submetidos a temperaturas superiores àquelas de bloqueio para um dado termocronômetro, sofrem o efeito de encurtamento a partir de seu comprimento original, de 16  $\mu\text{m}$  para a apatita e 11  $\mu\text{m}$  para o zircão, efeito este chamado de *annealing*. Neste caso, a idade TF observada em minerais que sofreram *annealing* durante sua história geológica é inferior a idade de formação deste mineral. O fenômeno de *annealing*

é de fundamental importância na análise por TF, pois serve de base para o entendimento da evolução de histórias térmicas de uma região.

Fleischer *et al.* (1965) estabeleceram que a temperatura é o parâmetro predominante no entendimento da evolução das histórias térmicas, observando que os traços tornam-se gradualmente menos numerosos e mais curtos com o aumento da temperatura e duração do *annealing*. No entanto, a composição química e a orientação cristalográfica também influenciam neste fenômeno.

O grau de *annealing* é comumente expresso pela redução da densidade do traço  $\rho$  ou tamanho do traço  $l$  - normalizado para o valor original  $\rho_0$  ou  $l_0$  antes do apagamento - sob várias condições de tempo e temperatura (Wagner & Van Den Haute, 1992).

Cada termocronômetro possui suas próprias características frente ao fenômeno de *annealing*. No caso da apatita a temperatura de *annealing* total é em torno de 120°C e no zircão é em torno de 220°C, para escalas de tempo geológico. A idade TF aparente destes minerais fornece a idade de resfriamento do último evento térmico que causou o apagamento total ou parcial dos traços. Quando o *annealing* é parcial (faixa de temperatura específica para cada termocronômetro), a medida do comprimento dos traços permite reconstruir a história térmica da amostra.

Diversos modelos foram desenvolvidos com o objetivo de compreender a cinética do *annealing*, tais como em Green *et al.* (1986), Laslett *et al.* (1987), Carlson (1990), Crowley *et al.* (1991), Laslett & Galbraith (1996), Ketcham *et al.* (1999), Guedes *et al.* (2004, 2005, 2006, 2007) e Tello *et al.* (2006).

### 3.3. Calibrações

Em 1990, a Subcomissão de Geocronologia do IUGS (*International Union of Geological Sciences*) recomendou um procedimento padrão para a calibração do método de TF: a calibração  $\zeta$  (Hurford, 1990). A principal motivação desta recomendação foi a falta de padronização dos diversos laboratórios na datação por TF e incertezas nas medidas envolvendo fluxos de nêutrons e no valor da constante de desintegração por fissão espontânea do  $^{238}\text{U}$ . A calibração consiste em utilizar um padrão geológico de idade conhecida como referência para as datações por TF. A amostra padrão e aquela a ser analisada, devem ser irradiadas em

posições com alta termalização de nêutrons, e ainda, os critérios de contagem de traços devem ser os mesmos para ambas as amostras. Neste procedimento elimina-se a necessidade de conhecer o valor da fluência de nêutrons utilizada e o valor de  $\lambda_f$ .

Este procedimento já havia sido proposto por Fleischer & Hart (1972) e Hurford & Green (1982, 1983) como alternativa para o método usual de datação.

Define-se o parâmetro  $\zeta$ , tal que:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left[ 1 + \lambda \zeta \frac{\rho_s}{\rho_l} \rho_d \right] \quad (4),$$

$\rho_d$  é a densidade de traços medida no detector que esteve acoplado a um vidro dopado com urânio durante a irradiação com nêutrons:

$$\zeta = \frac{C_{235}}{C_{238}} \frac{R}{\rho_d \lambda_f} \quad (5)$$

Nota-se que a equação 4 é uma variação da equação 3.

Assim, uma vez determinado o parâmetro  $\zeta$ , a obtenção da idade depende apenas das medidas de densidade:  $\rho_s$ ,  $\rho_l$  e  $\rho_d$ . Obtém-se  $\zeta$  aplicando a equação de idade a um padrão geológico cuja idade é conhecida por outro método:

$$\zeta = \frac{(e^{\lambda t_{padr\tilde{a}o}} - 1)}{\lambda \rho_d (\rho_s / \rho_l)_{padr\tilde{a}o}} \quad (6)$$

Além da idade do padrão geológico, o parâmetro  $\zeta$  depende da eficiência na medida de  $\rho_d$ . Portanto, cada observador poderá encontrar um valor diferente para este parâmetro, ainda que o mesmo padrão geológico seja utilizado. Note-se também, que a posição que o padrão ocupa durante a irradiação e o grau de termalização do reator afeta o valor de  $\zeta$ . Isso faz com que este parâmetro seja específico para cada posição em cada reator. Para haver certeza de que as fissões induzidas no padrão e na amostra analisada sejam apenas de urânio, é necessária a ocupação de posições bem termalizadas no reator. Em síntese, através da calibração  $\zeta$  pode-se obter a idade da amostra a partir somente das determinações das densidades de traços ( $\rho_s$  e

$\rho_I$ ). Uma vez conhecido  $t_{padr\tilde{a}o}$  e desenvolvendo-se a equação 6, a datação via calibração  $\zeta$  pode ser obtida pela seguinte equação:

$$t_{amostra} = \frac{(\rho_S / \rho_I)_{amostra}}{(\rho_S / \rho_I)_{padr\tilde{a}o}} t_{padr\tilde{a}o} \quad (7)$$

A calibração  $\zeta$  é normalmente associada ao método de análise do detector externo, utilizado para minimizar erros sistemáticos na datação de minerais que se apresentam na forma de pequenos grãos com conteúdo de urânio variando grão a grão.

O fluxo de nêutrons emitido por um reator nuclear é composto por três componentes: nêutrons rápidos, nêutrons epitérmicos e nêutrons térmicos; cada qual com determinado valor de energia. Quando se submete uma amostra ou um dosímetro à irradiação para indução da fissão, é importante que o fluxo de nêutrons seja bem termalizado, ou seja, a quantidade nêutrons térmicos deve ser muito maior que a quantidade de nêutrons epitérmicos e rápidos. Em reatores bem termalizados, não ocorrem as fissões induzidas do  $^{238}\text{U}$  e  $^{232}\text{Th}$ . No entanto, em reatores de baixa termalização, pode ocorrer a fissão induzida de  $^{235}\text{U}$  por nêutrons epitérmicos, ou ainda, a fissão induzida de  $^{238}\text{U}$  e  $^{232}\text{Th}$  por nêutrons rápidos.

Alternativamente, no caso de ter-se disponível apenas um reator de baixa termalização, pode-se utilizar a calibração absoluta nas análises. A calibração absoluta é um procedimento para a determinação da fração de átomos que se fissionam no mineral, submetido à irradiação de um determinado fluxo total de nêutrons térmicos em um reator nuclear. Esta calibração exige que a amostra a ser analisada seja submetida a uma irradiação conjunta com dosímetros (vidros dopados em urânio), acoplados a um detector externo (mica). Posteriormente, a mica é analisada em microscópio óptico para a determinação da densidade de traços. A partir desta densidade podemos obter  $R_U$ , ou seja, a fração de eventos de fissão por núcleo alvo de urânio (Iunes *et al.*, 2002):

$$R = R_U = \sigma_0 \Phi_0 = \frac{\rho_U^V}{N_U^V \epsilon^V} \quad (8), \text{ onde}$$

$\rho_U^V$  é a densidade de traços induzidos na mica acoplada aos dosímetros e  $N_U^V \epsilon^V$  é um fator de calibração obtido usando filmes de urânio (Iunes *et al.*,

2002). Neste caso, cada tipo de dosímetro (CN1, CN2, CN5, IRMM-540, entre outros) possui valores diferentes de  $N_U^V \epsilon^V$  (Iunes, 1999; Iunes *et al.*, 2002).

Relacionando-se as equações 3 e 8 tem-se:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left[ 1 + \frac{g \rho_S}{\rho_I} \frac{\lambda}{\lambda_f} \frac{R_U}{\eta} \right] \quad (9)$$

#### 4. Aquisição dos dados, apresentação e interpretação

##### 4.1. O método do detector externo

Para realizar datações TF, emprega-se mais frequentemente o método do detector externo (Gleadow, 1981). Neste método, são utilizados os mesmos grãos para a análise dos traços espontâneos e induzidos. No caso da datação pelo método do detector externo, os grãos são datados individualmente, o que torna possível observar flutuações significativas nas suas idades, eventuais variações no conteúdo de urânio, bem como a existência de mais de uma população.

Para a análise TF utilizando este método, os grãos de apatita ou zircão são impregnados em resina, resultando na chamada montagem ou pastilha. Cada montagem deve conter no mínimo entre 100-200 grãos destes minerais. Os traços espontâneos são revelados através de ataque químico conveniente e analisados em microscópio óptico. Posteriormente, na mesma amostra, é acoplado um detector externo (usualmente mica moscovita) para ser irradiada com nêutrons térmicos. Os traços induzidos do  $^{235}\text{U}$  que se estenderem até a superfície do mineral serão registrados na mica, deixando uma imagem especular dos grãos contidos na montagem. Após o ataque químico (HF 48% a 20°C durante 18 minutos) pode-se executar a análise dos TF induzidos revelados na mica.

##### 4.2. Preparação das amostras para irradiação

A separação dos minerais de interesse é realizada pelos métodos convencionais de separação magnética, por líquidos densos e, após a catação manual, são impregnados em resina, resultando na pastilha. A confecção desta última difere para a apatita e zircão. No caso da apatita, as montagens contendo os grãos são realizadas mediante a im-

pregnação dos mesmos em resina Epoxi, à temperatura ambiente. Após a montagem, as pastilhas são lixadas e polidas com pasta de alumina. O ataque químico é feito com ácido nítrico ( $\text{HNO}_3$ ) 5,5M em uma temperatura de  $21^\circ\text{C}$  por 20 segundos (Ketcham *et al.*, 1999). Já para o zircão, as montagens contendo os grãos são realizadas mediante a incrustação dos mesmos em Teflon<sup>®</sup>, sob temperaturas da ordem de  $320^\circ\text{C}$ . Após a montagem, as pastilhas também são lixadas e polidas, porém com pasta de diamante. O ataque químico é feito com uma mistura de NaOH:KOH (1:1), à  $225^\circ \pm 2^\circ\text{C}$  (Tagami *et al.*, 1996), em períodos que variam de 4 à 72 horas (Garver, 2005). O critério utilizado para atingir o tempo de ataque ideal é fazê-lo até que os diâmetros dos traços confinados atinjam aproximadamente  $2\ \mu\text{m}$  (Yamada *et al.*, 1998).

Realizadas as etapas descritas acima, as montagens são justapostas a detectores externos e a dosímetros artificiais, que consistem de vidros dopados com urânio, com teor conhecido. Os dosímetros são utilizados para determinar a fissão por núcleo alvo do mineral ( $R_{\nu}$ ). Alternativamente, são colocados padrões geológicos de idade conhecida por outros métodos geocronológicos, para a determinação do parâmetro zeta. Os padrões geológicos mais comumente utilizados são de Durango (apatita) ou Fish Canyon Tuff (apatita e zircão). Em seguida, procede-se a irradiação por nêutrons térmicos em uma posição bem termalizada do reator.

#### 4.3. Determinação das densidades dos Traços de Fissão

Para determinar as densidades de traços espontâneos ( $\rho_s$ ), induzidos ( $\rho_i$ ) e a densidade de traços em detectores acoplados aos dosímetros artificiais ( $\rho_a$ ), os traços atacados que intersectam a superfície de uma determinada área são contados usando um microscópio ótico com pelo menos 1000x de aumento.

Na determinação das densidades de traços, Green (1981) sugere que sejam rigidamente observados os critérios abaixo. São eles:

(i) Apenas grãos minerais (ou áreas em grãos individuais) que obedecem aos seguintes critérios devem ser medidos para determinar  $\rho_s$ :

a) grãos livres de feições que não representam traços, tais como deslocamentos ou inclusões, sendo que grãos que apresentam muitas destas feições devem ser descartados;

b) traços na superfície dos grãos devem estar

bem atacados e claramente visíveis;

c) a distribuição de urânio deve ser aproximadamente homogênea no grão. Isto pode ser facilmente julgado pela variação de  $\rho_s$  na superfície do grão. Para amostras com baixa  $\rho_s$ ,  $\rho_i$  na mica pode ajudar.

(ii) quando se utiliza o método do detector externo,  $\rho_s$  é contada na superfície interna atacada de cada grão mineral, enquanto  $\rho_i$  é contada na superfície do detector externo na área correspondente. Assim, para uma datação TF precisa, uma correlação segura é necessária para se mover entre as duas áreas.

Além disso, seguindo a orientação de Donelick *et al.* (2005) devem ser analisados apenas grãos em que a superfície polida está paralela ao eixo cristalográfico  $c$  do mineral. Tal determinação pode ser feita mediante a observação da perfeita orientação dos *etch pits* (Dpar) de cada grão, visível à luz refletida.

#### 4.4. Medidas dos comprimentos dos traços confinados

Para a medição do comprimento dos traços, devemos escolher aqueles que não atingiram a superfície polida, mas foram revelados mediante a intersecção com uma feição que atingiu a superfície. Existem dois tipos de traços com geometrias diferentes que podem ser revelados a partir de feições primárias, conhecidos como *Track-in-Track* (TINT) e *Track-in-Cleavage* (TINCLE) (Lal *et al.*, 1969). Seguindo as recomendações de Laslett *et al.* (1982), devem ser medidos apenas os traços de fissão confinados aproximadamente paralelos ao eixo  $c$  do cristal. Estes mesmos autores caracterizaram a importância da distribuição do comprimento dos traços para quantificar os modelos de histórias térmicas, bem como determinar as cinéticas de *annealing* da amostra.

Na medição dos comprimentos dos traços confinados, os critérios sugeridos por Donelick *et al.* (2005) e Tagami (2005) devem ser rigidamente observados:

(i) não apenas o comprimento, mas também a orientação cristalográfica deve ser medida para cada traço individual porque a razão de *annealing* depende da orientação cristalográfica;

(ii) apenas traços atacados adequadamente devem ser medidos, porque, como mencionado acima, o comprimento observado é função do tempo e aumenta significativamente nos procedi-

mentos de ataque. Isto é particularmente importante quando são analisadas amostras que sofreram um *annealing* parcial, que contém traços segmentados, pois o comprimento observado em cada traço é sensível ao grau de ataque (Green *et al.*, 1986; Hejl, 1995; Yamada *et al.*, 1995);

(iii) medir apenas TINTs, pois caso sejam medidos TINCLEs, corre-se o risco da distribuição de traços não ser representativa da real história térmica da amostra (Jonckheere & Wagner, 2000; Barbarand *et al.*, 2003).

#### 4.5. Medidas de Dpar ou determinação da composição

Os parâmetros cinéticos são utilizados para estimar o comportamento de *annealing* em grãos individuais ou de uma população de grãos, e permite agrupar grãos (neste caso, aplica-se apenas a apatita) que tem resposta similar a cinética de *annealing*, durante a etapa de modelamento de uma história térmica. Os parâmetros cinéticos mais utilizados são a determinação do conteúdo de Cl da amostra, através de análise em microsonda eletrônica, e determinação do Dpar. Dpar é a média aritmética do diâmetro paralelo ao eixo cristalográfico *c* do cristal de uma figura geométrica formada pela intersecção de um *etch pit* (i.e., traço de fissão ou outra imperfeição cristalográfica) com a superfície de polimento do cristal (Donelick, 1993). O *etch pit* de uma apatita é alongado paralelamente ao eixo cristalográfico *c* e tende a exibir uma forma hexagonal. No mínimo são medidos 4 Dpar para cada grão de apatita datado ou em que se mediu comprimentos de traços. Pode ser utilizado tanto o *etch pit* de um traço de fissão como de uma imperfeição qualquer, porém deve-se ficar atento no sentido de evitar a utilização de valores discrepantes para realizar a média (p. ex., o Dpar de um *etch pit* de uma inclusão fluida normalmente é muito grande). Além disso, o Dpar tem uma correlação positiva com os teores de Cl e OH, e uma correlação negativa com o teor de F da apatita (Donelick, 1993; Burtner *et al.*, 1994; Donelick, 1995), ou seja, nos fornece indícios quanto a composição da apatita analisada.

#### 4.6. Apresentação e análise dos resultados

Na etapa de obtenção dos dados, idealmente o analista de TF deve selecionar os 20 primeiros grãos aceitáveis e aleatoriamente encontrados

para determinar as densidades de traços fósseis e induzidos e os 100 primeiros traços confinados aceitáveis e aleatoriamente encontrados para medir o comprimento. Esta é base para obter uma estatística boa na análise por TF em apatita, num tempo razoável (Donelick *et al.*, 2005). Para amostras detríticas, aconselha-se a análise de pelo menos 50 grãos (Bernet & Garver, 2005).

A apresentação dos resultados e análises TF se divide principalmente nas etapas abaixo descritas:

(i) resultados das idades TF: devem ser apresentados os cálculos das idades (média aritmética, agrupada e central), sua dispersão e distribuição (gráficos radiais), podendo ser obtidos através do uso do *software Trackkey*® v. 4.2 (Dunkl, 2002). Neste software, a consistência estatística dos dados ( $\chi^2$ ), parâmetro utilizado para avaliar a homogeneidade das idades individuais, é calculada conforme Green (1981). Os gráficos radiais são gerados conforme exposto em Galbraith (1988) e Galbraith (1990). São apresentadas na íntegra todas as informações relativas ao número de grãos dados, teores de urânio, testes de  $\chi^2$ , distribuição das idades individuais, diagramas radiais, idades TF individuais dos grãos de apatitas analisados de cada amostra;

(ii) resultados dos comprimentos dos traços confinados: devem ser apresentados a frequência, a média dos comprimentos dos traços confinados e seus respectivos desvios-padrão, além dos histogramas das distribuições dos traços confinados para cada amostra;

(iii) diagramas “bumerangue”: são diagramas da distribuição das médias dos comprimentos de traços confinados em função das idades TF (aparentes) e são normalmente empregados para identificar fases de denudação acelerada de uma determinada área (Green, 1986), neste caso os dados tomam a forma de um bumerangue. Este padrão é caracterizado por uma diminuição inicial do comprimento dos traços com a diminuição da idade TF até valores mínimos de comprimento para idades TF intermediárias, seguido por um progressivo aumento dos comprimentos em direção as idades TF mais jovens. A interpretação deste diagrama é feita em termos de paleotemperaturas, como discutido em Brown *et al.* (1994) e Gallagher & Brown (1997). Os diagramas podem ser interpretados em termos de um evento de denudação com resfriamento diferencial e discriminar se amostras antigas sofreram um último evento térmico e/ou se as

amostras mais jovens sofreram todos os eventos térmicos da área;

(iv) modelamentos e reconstrução das histórias térmicas: a partir do conhecimento das idades centrais aparentes e pelo tratamento estatístico dos dados relacionados ao comprimento dos traços confinados e determinações de  $D_{par}$  e/ou conteúdo de Cl da amostra, procede-se ao modelamento das histórias térmicas. A história térmica de uma amostra pode ser inferida através da análise dos comprimentos de seus traços confinados, devido ao fato de que, sob tratamento térmico, os TF são progressivamente apagados (efeito de *annealing*), segundo uma curva exponencial (Green et al., 1986). A partir de experimentos laboratoriais, diversos modelos de *annealing* foram desenvolvidos. Entre eles destacam-se os trabalhos de Laslett et al. (1987), Carlson (1990), Crowley (1993) e Ketcham et al. (1999). Para ilustrar as histórias térmicas das amostras estudadas, pode-se utilizar diferentes *softwares*, destacando-se o AFTSolve (Ketcham et al., 2000), que é o único que possui o modelo multi-cinético, desenvolvido por Ketcham et al. (1999);

(v) estimativas de taxas de resfriamento e denudação: para estimar as taxas de resfriamento e de espessura de seções denudadas exige-se conhecimento sobre o paleo-fluxo térmico e suas modificações com o tempo. Os cálculos de denudação a partir dos dados de TF devem ser observados com atenção visto que nem toda diminuição de temperatura corresponde necessariamente em soerguimento e conseqüentemente em superfície removida. Além disso, o gradiente geotérmico de uma região modifica-se ao longo do tempo, sendo que em regiões de estiramento litosférico essas modificações são mais acentuadas.

## 5. Exemplo de análise por traços de fissão em apatita

Diversos estudos por TF foram realizados no Brasil nos últimos 15 anos. Apenas para citar alguns, destacam-se, na região Sul, aqueles realizados por Gallagher et al. (1994, 1995), Jelinek (1999, 2002), Borba et al. (2002, 2003) e Jelinek et al. (2003, 2005); na região Leste/Sudeste, Tello et al. (2003, 2005) e Hackspacher et al. (2004, 2007) e; na região Norte/Nordeste, Harman et al. (1998), Turner et al. (2008) e Morais Neto et al. (2009).

Para ilustrar o potencial do método de análise

se por TF, são apresentados aqui os resultados de um estudo preliminar por TF em apatitas desenvolvido no Cinturão Dom Feliciano (Fig. 1), em porção deste localizada no estado do Rio Grande do Sul (Jelinek et al., 2008).

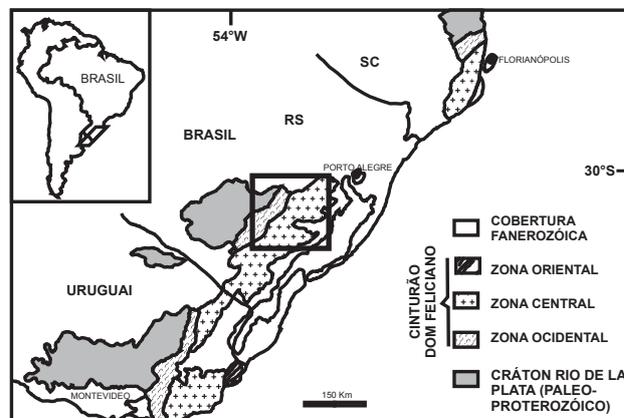


Figura 1. Unidades geotectônicas da porção sul da plataforma sul-americana (modificado de Frago-Cesar, 1980), com destaque, a localização da área de estudo.

O Cinturão Dom Feliciano é parte do Escudo Sul-rio-grandense, situado no sudoeste do Gondwana, e compreende uma assembléia de rochas geradas durante o Arqueano, Paleoproterozóico e Neoproterozóico a Eopaleozóico. O Cinturão Dom Feliciano é um orógeno transpressional gerado no Neoproterozóico pela colisão entre os crátons Rio de La Plata e Kalahari e da microplaca Encantadas. Durante o Neoproterozóico tardio se desenvolveu o arco magmático Dom Feliciano e rochas plutono-vulcano-sedimentares relacionadas aos estágios tardi a pós-orogênicos devido ao ajustamento das placas Kalahari e Encantadas. A relação entre estas unidades e aquelas Pan-Africanas no Sudoeste Africano mostra uma situação de retroarco para o Escudo Sul-rio-grandense e de *foreland* para os cinturões Pan-Africanos, que estão relacionados a uma mudança na direção das placas (Chemale Jr., 2000). Assim, o Escudo Sul-rio-grandense é uma porção de terreno Pré-Cambriano bastante especial devido as suas reduzidas dimensões para uma placa tectônica, mas que, no entanto, apresenta diversos eventos tectônicos que são comuns além do sudeste do Gondwana.

Com o objetivo de reconstruir a história tectono-térmica do Cinturão Dom Feliciano, foi realizado um estudo de termocronologia por traços de fissão em apatita em amostras de um perfil transversal na parte central deste cinturão, com a finalidade de quantificar a época e intensidade dos even-

tos térmicos que ocorreram nesta região (Fig. 2). As idades TF variam do Permiano ao Cretáceo. As idades aparentes apresentam uma correlação positiva com a altitude e com a distância da linha de costa. Os modelos de história térmica mostram que as amostras sofreram um resfriamento a partir de paleotemperaturas máximas a diferentes épocas

com diferentes graus durante o Mesozóico. Em seguida, as amostras sofreram um aquecimento do Cretáceo Superior ao Eoceno. A história de denudação (Fig. 3) não é típica de margens passivas, mas revela complexidades relacionadas a reativações pós-rift de estruturas do embasamento.

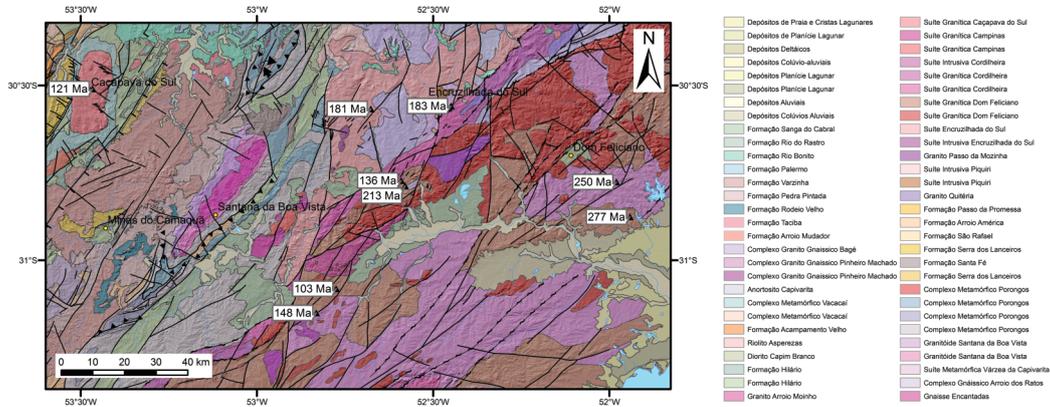


Figura 2. Mapa geológico simplificado da área de estudo com a localização das amostras (Modificado de Wildner *et al.*, 2008).

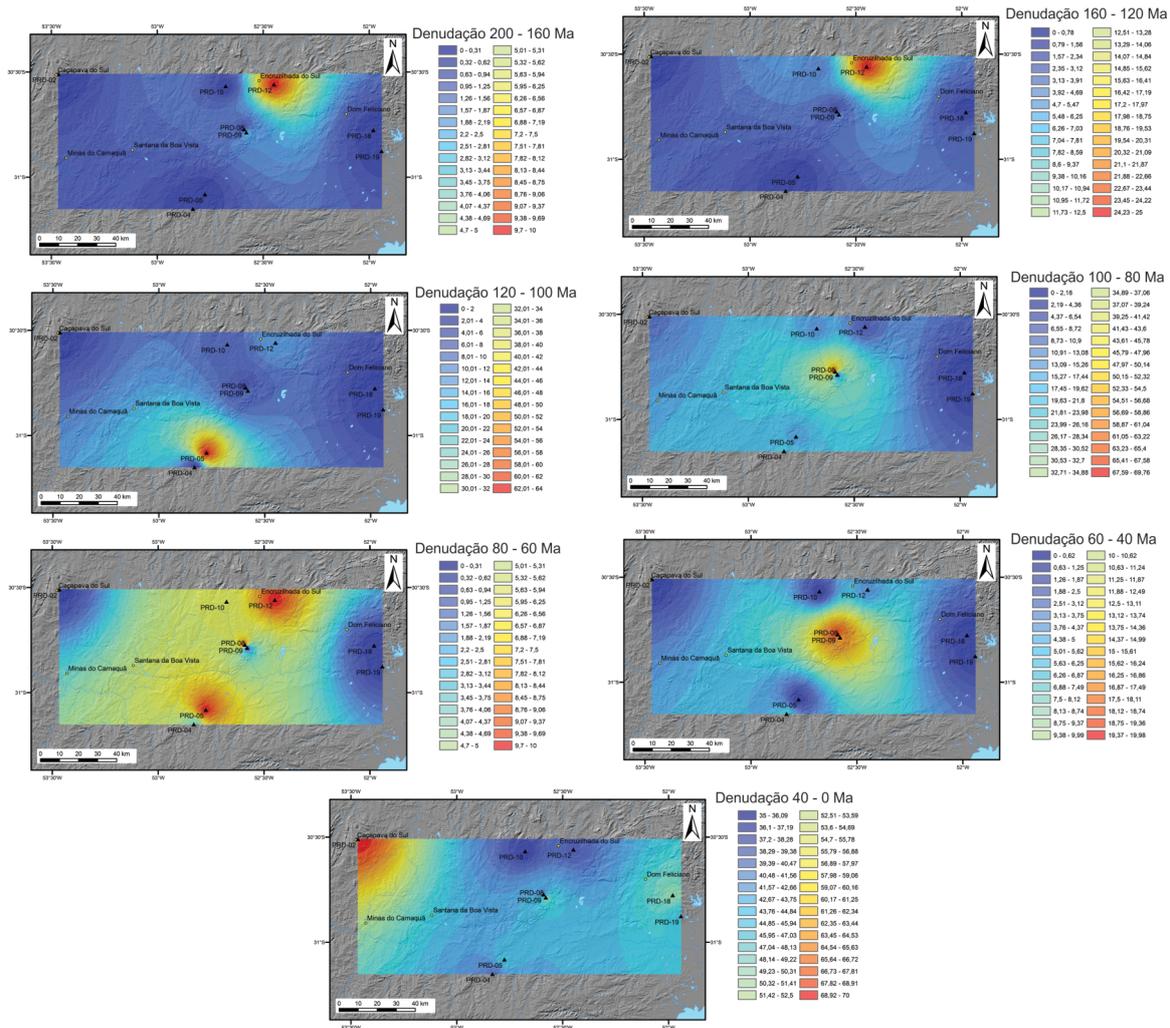


Figura 3. Mapas de denudação da área do Cinturão Dom Feliciano, considerando gradiente geotérmico da ordem de 25°C/km (taxas de denudação expressas em m/ma).

## 6. Considerações finais

A análise por traços de fissão vem sendo utilizada há mais de 30 anos com a finalidade de reconstruir histórias térmicas de baixa temperatura em rochas ígneas, metamórficas e sedimentares. Esta é uma potente ferramenta para elucidar diversos problemas geológicos, tais como época e taxas de eventos tectônicos, evolução de bacias sedimentares, época de geração de hidrocarbonetos ou depósitos minerais, determinação de idade absoluta de depósitos vulcânicos, efeitos de mudanças climáticas e evolução da topografia nos mais diversos ambientes geológicos: cinturões orogênicos, margens de rift, bacias sedimentares, áreas cratônicas, depósitos minerais, falhas, entre outros. O requisito principal da aplicabilidade da técnica nos diversos ambientes citados, considerando as diferentes finalidades, é a rocha possuir minerais detentores de urânio, como é o caso da apatita e zircão, entre outros. Adicionalmente, quando a interpretação se faz a partir de múltiplos cronômetros, onde são integrados um ou mais dados termocronológicos e, ainda, aqueles obtidos a partir de outros métodos isotópicos (p.ex. cosmogênicos, Ar-Ar, U-Th-Pb), pode-se construir uma história de resfriamento de alta a baixa temperatura, ampliando no tempo as histórias térmicas.

O método de análise por traços de fissão tem o seu potencial aumentado quando combinado a outras ferramentas de análise, como geomorfologia, estratigrafia, topografia, sísmica, geologia estrutural, análises de inclusões fluidas, reflectância de vitrinita, sensoriamento remoto, entre outros. No caso da integração do método de TF com geomorfologia, por exemplo, pode-se reconstruir a paleotopografia de uma região, resultando num estudo de evolução do relevo. Mais recentemente, deu-se início a realização de estudos termocronológicos através de modelagem numérica, com o objetivo principal de relacionar processos litosféricos (soerguimento tectônico e subsidência, isostasia flexural), com aqueles que operam na superfície terrestre (erosão, transporte e deposição de sedimentos). Para isso, são utilizados *softwares* específicos como Cascade ou Pecube (detalhes podem ser obtidos em Braun *et al.*, 2006) onde são integrados os dados de TF com diversos outros parâmetros, com o objetivo de reconstruir a evolução termocronológica de uma região, através da simulação de processos tectônicos e erosivos. Para a realização da modelagem numérica, além de ter-se disponível

um banco de dados TF considerável para uma determinada área, é fundamental conhecer parâmetros específicos desta área, como geomorfologia, (paleo) gradientes geotérmicos, topografia/drenagem, estratigrafia, densidade de rocha, fluxo térmico, descontinuidades tectônicas e arranjo de blocos geológicos.

Nos últimos anos observaram-se avanços metodológicos na análise por traços de fissão. Introduziu-se a determinação direta da concentração de urânio, com a utilização de LA-ICP-MS (*Laser ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*), proporcionando uma alternativa rápida e precisa na obtenção de idades termocronológicas (Hasebe *et al.*, 2004, 2009). Outro avanço na metodologia, trata-se do desenvolvimento de um sistema automatizado de análise (Gleadow *et al.*, 2009), que tornou mais rápida a análise através da técnica convencional. O passo seguinte neste universo será a consolidação destas novas técnicas metodológicas junto à comunidade de termocronologia por TF.

**Agradecimentos** - Os autores agradecem aos revisores que contribuíram com sugestões construtivas ao manuscrito.

## Referências

- Barbarand, J., Carter, A., Wood, I. & Hurford, T. 2003. Compositional and structural control of fission-track annealing in apatite. *Chemical Geology: Isotope Geoscience section*, 198: 107-138.
- Bernet, M. & Garver, J.I. 2005. Fission-track analysis of detrital zircon. In: Reiners, P.W. & Ehlers, T.A. (Eds.), *Low-Temperature Thermochronology: Techniques, Interpretations and Applications*. Washington, Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 58: 205-238.
- Bigazzi, G. 1967. Length of fission tracks and age of muscovite samples. *Earth and Planetary Science Letters*, 3: 434-438.
- Bigazzi, G., Hadler, J.C., Iunes, P.J. & Osorio, A.M. 1991. Fission Track  $\rho_s/\rho_i$  measurement in artificial glass at conditions free from fading and radiation. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B*, 53: 67-70.
- Borba, A.W., Lima, E.F., Vignol-Lelarge, M.L., Mizusaki, A.M.P., Sparrenberg, I. & Barros, C.E. 2003. Significance of Late Paleozoic fission-track ages in volcanic rocks from Lavras do Sul region, southernmost Brazil. *Gondwana Research*, 6(1): 79-88.

- Borba, A.W., Vignol-Lelarge, M.L. & Mizusaki, A.M.P. 2002. Uplift and denudation of the Caçapava do Sul granitoids (southern Brazil) during Late Paleozoic and Mesozoic: constraints from apatite fission-track data. *Journal of South American Earth Sciences*, 15: 683-692.
- Braun, J., Van Der Beek, P. & Batt, G. 2006. *Quantitative Thermochronology - Numerical methods for the interpretation of thermochronological data*. Cambridge, Cambridge University Press, 258p.
- Brown, R.W., Summerfield, M.A. & Gleadow, A.J.W. 1994. Apatite fission track analysis: its potential for the estimation of denudation rates and implications for models of long-term landscape developments. In: Krikby, M.J. (Ed.) *Process Models and Theoretical Geomorphology*. Chichester, Wiley, p. 23-53.
- Burtner, R.L., Nigrini, A. & Donelick, R.A. 1994. Thermochronology of lower Cretaceous source rocks in the Idaho-Wyoming thrust belt. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 78: 1613-1636.
- Carlson, W.D. 1990. Mechanisms and kinetics of apatite fission-track annealing. *American Mineralogist*, 75: 1120-1139.
- Chemale Jr., F. 2000. Evolução Geológica do Escudo Sul-rio-grandense. In: Holz, M. & De Ros, L.F. (Eds.). *Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, CIGO/UFRGS, p. 13-52.
- Crowley, K.D. 1993. Mechanics and kinetics of apatite fission-track annealing discussion. *American Mineralogist*, 78: 210-212.
- Crowley, K.D., Cameron, M. & Shaefer, R.L. 1991. Experimental studies of annealing of etched fission tracks in fluor apatite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55: 1449-1465.
- Donelick, R.A. 1993. Apatite etching characteristics versus chemical composition. *Nuclear Tracks and Radiation Measurements*, 21: 604.
- Donelick, R.A. 1995. A method of fission track analysis utilizing bulk chemical etching of apatite. *Australian Patent Number 658,800*.
- Donelick, R.A., O'Sullivan, P.B. & Ketcham, R.A. 2005. Apatite fission-track analysis. In: Reiners, P.W. & Ehlers, T.A. (Eds.), *Low-Temperature Thermochronology: Techniques, Interpretations and Applications*. Washington, Mineralogical Society of America, *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 58: 49-94.
- Dunkl, I. 2002. TRACKKEY: a Windows program for calculation and graphical presentation of fission track data. *Computers and Geosciences*, 28(2): 3-12.
- Fleischer, R.L. & Hart, H.R. 1972. Fission track dating: techniques and problems. In: Bishop, W.W. & Miller, J.A. (Eds.), *Calibration of Hominoid Evolution*. Edinburg, Scottish Academic Press, p. 135-170.
- Fleischer, R.L., Price, P.B. & Walker, R.M. 1965. The ion explosion spike mechanism for formation of charged particles tracks in solids. *Journal of Applied Physics*, 36: 3645-3652.
- Fleischer, R.L., Price, P.B. & Walker, R.M. 1975. *Nuclear tracks in solids: Principles and Applications*. Berkeley, University of California Press, 605p.
- Fragoso César, A.R. 1980. O Cráton Rio de La Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio-Sul-rio-grandense. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., 1980, Camboriú, *Anais...* Florianópolis, SBG, v.5, p. 2879-2892.
- Galbraith, R.F. 1988. Graphical display of estimates having differing standard errors. *Technometrics*, 30: 271-281.
- Galbraith, R.F. 1990. The radial plot: graphical assessment of spread in ages. *Nuclear Tracks and Radiation Measurements*, 17: 207-214.
- Gallagher, K. & Brown, R. 1997. The onshore record of passive margin evolution. *Journal of the Geological Society*, 154: 451-457.
- Gallagher, K., Hawkesworth, C.J. & Mantovani, M.S.M. 1994. The denudation history of the onshore continental margin of SE Brazil inferred from apatite fission track data. *Journal of Geophysical Research*, 99(B9): 18117-18145.
- Gallagher, K., Hawkesworth, C.J. & Mantovani, M.S.M. 1995. Denudation, fission track analysis and the long-term evolution of passive margin topography: application to the southeast Brazilian margin. *Journal of South America Earth Sciences*, 8: 65-77.
- Garver, J.I. 2005. Etching zircon age standards for fission-track analysis. *Radiation Measurements*, 37: 47-53.
- Gleadow, A.J.W. 1981. Fission-track dating methods: what are the real alternatives? *Nuclear Tracks*, 5 (1/2): 3-14.
- Gleadow, A.J.W., Gleadow, S., Belton, D.X., Kohn, B.P., Krochmal, M. & Brown, R.R. 2009. Coincidence mapping - a key strategy for the automatic counting of fission tracks in natural minerals. In: Lisker, F., Ventura, B. & Glasmacher, U.A. (Eds.), *Thermochronological Methods: From Paleotemperature Constraints to Landscape Evolution Models*. London, Geological Society, Special Publications, 324: 25-36.
- Green, P.F. 1981. A new look at statistics in fission track dating. *Nuclear Tracks*, 5: 77-86.
- Green, P.F. 1986. On the Thermo-Tectonic Evolution of Northern England: Evidence from Fission Track Analysis. *Geological Magazine*, 123(5): 493-506.
- Green, P.F., Duddy, I.R., Gleadow, A.J.W., Tingate, P.R. &

- Laslett, G.M. 1986. Thermal annealing of fission tracks in apatite, 1. A qualitative description. *Chemical Geology: Isotope Geoscience section*, 59: 237-253.
- Guedes, S., Curvo, E.A.C., Tello, C.A., Hadler, J.C., Iunes, P.J., Paulo, S.R. & Palissari, R. 2007. On the annealing of fission tracks in randomly oriented grains of apatite. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B*, 256: 683-692.
- Guedes, S., Hadler, J.C., Iunes, P.J., Oliveira, K.M.G., Moreira, P.A.F.P. & Tello, C.A. 2005. Kinetic model for the annealing of fission tracks in zircon. *Radiation Measurements*, 40: 517-521.
- Guedes, S., Hadler, J.C., Iunes, P.J. & Tello, C.A. 2004. Kinetic model for the relationship between confined fission-track length shortening and fission-track age reduction in minerals. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B*, 217: 627-636
- Guedes, S., Hadler, J.C., Oliveira, K.M.G., Moreira, P.A.F.P., Iunes, P.J. & Tello, C.A. 2006. Kinetic model for the annealing of fission tracks in minerals and its application to apatite. *Radiation Measurements*, 41: 392-398.
- Hackspacher, P.C., Godoy, D.F., Ribeiro, L.F.B., Hadler, J.C. & Franco, A.O.B. 2007. Modelagem térmica e geomorfologia da borda sul do Cráton do São Francisco: termocronologia por traços de fissão em apatita. *Revista Brasileira de Geociências*, 37(4): 76-86.
- Hackspacher, P.C., Ribeiro, L.F.B., Ribeiro, M.C.S., Fetter, A.H., Hadler, J.C., Tello, C.A. & Dantas E.L. 2004. Consolidation and break-up of the South American Platform in southeastern Brazil: tectonothermal and denudation histories. *Gondwana Research*, 7: 91-101.
- Hadler, J.C., Iunes, P.J., Paulo, S.R. & Tello, C.A. 2005. Obtainment of thermal histories for sets of geologically compatible localities by using apatite fission track analysis. *Revista de Física Aplicada e Instrumentação*, 10(1): 1-10.
- Harman, R., Gallagher, K., Brow, R., Raza, A. & Bizzi, L. 1998. Accelerated denudation and tectonic /geomorphic reactivation of the cratons of northeastern Brazil during the Late Cretaceous. *Journal of Geophysical Research*, 103(B11): 27091-27105.
- Hasebe, N., Barbarand, J., Jarvis, K., Carter, A. & Hurford, A.J. 2004. Apatite fission Track chronometry using laser ablation ICP-MS. *Chemical Geology*, 207: 135-145.
- Hasebe, N., Carter, A., Hurford, A.J. & Arai, S. 2009. The effect of chemical etching on LA-ICP-MS analysis in determining uranium concentration for fission track chronometry. In: Lisker, F., Ventura, B. & Glasmacher, U.A. (Eds.), *Thermochronological Methods: From Paleotemperature Constraints to Landscape Evolution Models*. London, Geological Society, Special Publications, 324: 37-46.
- Hejl, E. 1995. Evidence for unetchable gaps in apatite fission tracks. *Chemical Geology*, 122(1/4): 259-269.
- Hurford, A.J. 1990. Standardization of fission track dating calibration: recommendation by Fission Track Working Group of the I.U.G.S. Subcommittee on Geochronology. *Chemical Geology: Isotope Geoscience Section*, 80: 171-178.
- Hurford, A.J. & Green, P.F. 1982. A user guide to fission track dating calibration. *Earth and Planetary Science Letters*, 59: 343-354.
- Hurford, A.J. & Green, P.F. 1983. The zeta age calibration of fission track dating. *Chemical Geology: Isotope Geoscience Section*, 31: 285-317.
- Iunes, P.J. 1999. *Utilização da dosimetria de nêutrons através de filmes finos de urânio e de tório naturais da datação de minerais com o método de traços de fissão*. Campinas, 70p. Tese de Doutorado, Instituto de Física Gleb Wataghin, Universidade Estadual de Campinas.
- Iunes, P.J., Hadler, J.C., Bigazzi, G., Tello, C.A., Guedes, S. & Paulo, S.R. 2002. Durango apatite fission-track dating using length-based age corrections and neutron fluence measurements by thorium thin films and natural U-doped glasses calibrated through natural uranium thin films. *Chemical Geology*, 187: 201-211.
- Jelinek, A.R. 1997. *Análise por traços de fissão em apatitas (AFTA) da encaixante dos depósitos de fluorita filoneana do Sudeste Catarinense: uma evolução hidrotermal polifásica*. Porto Alegre, 200p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Jelinek, A.R. 2002. *Evolução Geológica do Distrito Fluorítico de Santa Catarina: Estudo integrado de mineralogia, geoquímica e termotectônica por traços de fissão em apatita*. Porto Alegre, 205p. Tese de Doutorado, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Jelinek, A.R., Bastos Neto, A.C., Leite, J.A.D., Hartmann, L.A. & McNaughton, N.J. 2005. SHRIMP U-Pb zircon dating of Pedras Grandes Suite, southern Santa Catarina State, Brazil. *Academia Brasileira de Ciências*, 77(1): 125-135.
- Jelinek, A.R., Bastos Neto, A.C., Lelarge, M.L.V. & Soliani Jr., E. 1999. Apatite fission track dating of fluorite ore veins from Santa Catarina state, Brazil: a complex hydrothermal evolution. *Journal of South American Earth Science*, 12: 367-377.
- Jelinek, A.R., Gomes, C.H., Chemale Jr., F. & Gezatt, J.N. 2008. Tectono-thermal history of the Dom Feliciano Belt, South Brazil: apatite fission track thermochro-

- nology study. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 6., 2008, San Carlos de Bariloche. *Proceedings...* San Carlos de Bariloche. 1 CD-ROM.
- Jonckheere, R.C. & Wagner, G.A. 2000. On the occurrence of anomalous fission tracks in apatite and titanite. *American Mineralogist*, 85(11/12): 1744-1753.
- Ketcham, R.A., Donelick, R.A. & Carlson, W.D. 1999. Variability of apatite fission-track annealing kinetics: III. Extrapolation to geological time scales. *American Mineralogy*, 84: 1235-1255.
- Ketcham, R.A., Donelick, R.A. & Donelick, M.B. 2000. AFTSolve: A program for multi-kinetic modeling of apatite fission-track data. *Geological Materials Research*, 2(1): 1-32.
- Lal, D., Rajan, R.S. & Tamhane, A.S. 1969. Chemical composition of nuclei of  $Z > 22$  in cosmic rays using meteoritic minerals as detectors. *Nature*, 221: 33-37.
- Laslett, G.M. & Galbraith, R.F. 1996. Statistical modeling of thermal annealing of fission tracks in apatite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60: 5117-5131.
- Laslett, G.M., Green, P.F., Duddy, I.R. & Gleadow, A.J.W. 1987. Thermal annealing of fission tracks in apatite 2. A quantitative analysis. *Chemical Geology: Isotope Geoscience section*, 65: 1-13.
- Laslett, G.M., Kendall, W.S., Gleadow, A.J.W. & Duddy, I.R. 1982. BIAS in measurement of fission-track length distributions. *Nuclear Tracks*, 6(2/3): 79-85.
- Lisker, F., Ventura, B. & Glasmacher, U.A. 2009. Apatite Thermochronology in modern geology. In: Lisker, F., Ventura, B. & Glasmacher, U.A. (Eds.), *Thermochronological Methods: From Paleotemperature Constraints to Landscape Evolution Models*. London, Geological Society, Special Publications, 324: 1-23.
- Morais Neto, J.M., Hegarty, K.A., Karner, G.D. & Alkmim, F.F. 2009. Timing and mechanisms for the generation and modification of the anomalous topography of the Borborema Province, northeastern Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, 26: 1070-1086.
- Naeser, C.W. 1967. The use of apatite and sphene for fission track age determinations. *Geological Society of America Bulletin*, 78: 1523-1526.
- Price, P.B. & Walker, R.M. 1963. Fossil tracks of charged particles in mica and the age of minerals. *Journal of Geophysical Research*, 68: 4847-4862.
- Reiners, P.W. & Shuster, D.L. 2009. Thermochronology and Landscape Evolution. *Physics Today*, September 2009, 31-36.
- Tagami, T. 2005. Zircon Fission-Track Thermochronology and Applications to Fault Studies. In: Reiners, P.W. & Ehlers, T.A. (Eds.), *Low-Temperature Thermochronology: Techniques, Interpretations and Applications*. Washington, Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 58: 95-122.
- Tagami, T., Carter, A. & Hurford, J. 1996. Natural long-term annealing of the zircon fission-track system in Vienna Basin deep borehole samples: Constrains upon the partial annealing zone and closure temperatures. *Chemical Geology: Isotope Geoscience section*, 130: 147-157.
- Tello, C.A., Hackspacher, P.C., Hadler, J.C., Iunes, P.J., Guedes, S., Ribeiro, B. & Paulo, S.R. 2003. Recognition of Cretaceous, Paleocene and Neogene Tectonic Reactivation, through Apatite Fission-Track Analysis, in Precambrian areas of the Southeast Brazil: Association with the South Atlantic Ocean Opening. *Journal of South American Earth Science*, 15: 765-774.
- Tello, C.A., Hadler, J.C., Iunes, P.J., Guedes, S., Hackspacher, P.C., Ribeiro, B., Paulo, S.R. & Osório, A.M. 2005. Thermochronology of the South American platform in the State of São Paulo, through apatite fission tracks. *Radiation Measurements*, 39: 6635-6640.
- Tello, C.A., Palissari, R., Hadler, J.C., Iunes, P.J., Guedes, S., Curvo, E.A.C. & Paulo, S.R. 2006. Annealing experiments on induced fission tracks in apatite: I. Measurements of horizontal-confined-track lengths and track densities in basal sections and randomly oriented grains. *American Mineralogist*, 91: 252-260.
- Turner, J.P., Green, P.F., Holford, S.P. & Lawrence, S.R. 2008. Thermal history of the Rio Muni (West Africa) – NE Brazil margins during continental breakup. *Earth and Planetary Science Letters*, 270: 354-367.
- Wagner, G.A. 1968. Fission track dating of apatites. *Earth and Planetary Science Letters*, 4: 411-415.
- Wagner, G.A. & Van Den Haute, P. 1992. *Fission-track dating*. Massachusetts, Kluwer Academic Norwell, 285p.
- Wildner, W., Ramgrab, G.E., Lopes, R.C. & Iglesias, C.M.F. 2008. *Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Sul*, Porto Alegre, CPRM, escala 1:750.000. 1 DVD.
- Yamada, R., Tagami, T., Nishimura, S. & Ito, H. 1995. Annealing kinetics of fission tracks in zircon: an experimental-study. *Chemical Geology: Isotope Geoscience Section*, 122: 249-258.
- Yamada, R., Yoshioka, T., Watanabe, K., Tagami, T., Nakamura, H., Hashimoto, T. & Nishimura, S. 1998. Comparison of experimental techniques to increase the number of measureable confined fission tracks in zircon. *Chemical Geology: Isotopic Geoscience section*, 149: 99-107.
- Young, D.A. 1958. Etching of radiation damage in lithium fluoride. *Nature*, 182: 375-377.